DER GNEISKEIL BEI BERNECK IM FICHTELGEBIRGE.

Ein Beitrag zum Problem der Münchberger Gneismasse.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität

zu B o n n

Von

GERHARD BRENNICH

aus Sprottau

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau, Bd. XXI, 1930, Heft 4

Der Gneiskeil bei Berneck im Fichtelgebirge.

Ein Beitrag zum Problem der Münchberger Gneismasse.

Von **Gerhard Brennich.**

(Mit 2 Textabbildungen und Tafel VI.)

Inhalt.

Seite

I. Problemstellung 218
II. Beschreibender Teil 219
A. Die tektonischen Einheiten 219
1. Münchberger Hauptgneismasse 219
2. Der Gneiskeil von Berneck 219
a) Gesteine 219
b) Alter 220
c) Innere Tektonik 220
3. Fichtelgebirgskuppel 221
a) Phyllitgneis 221
b) Schiefermantel 222
c) Tektonische Einzelheiten 223
4. Diabasschuppenzone 224
5. Chloritschieferzone 225
B. Anordnung und Verband der tektonischen Einheiten . . . 227
III. Bewegungsbild 228
IV. Andere Deutungen 229
V. Zusammenfassung 233

I. Problemstellung.

„Die Münchberger Gneismasse schiebt sich, mag man ihre Herkunft nun durch autochthone Aufpressung oder durch Deckenverfrachtung zu erklären versuchen, als fremdartiges tektonisches Element zwischen Fichtelgebirgssattel und das Faltenland des Frankenwaldes ein.“ Mit diesen Worten faßt WURM[1]) das Problem der Münchberger Gneismasse zusammen. Untersuchungen am Nordrand der Münchberger Masse sind für eine Entscheidung der Frage — ob Fernüberschiebung, ob autochthone Aufpressung — nicht zu verwerten, denn die Existenz nach Norden gerichteter Überschiebungen am Nordrand steht mit keiner der beiden Auffassungen in Widerspruch. Auch Beobachtungen am Südrand der Gneismasse liefern nur dann eine Entscheidung, wenn es gelingt, Anzeichen für den relativen Bewegungssinn zu finden. Sucht man aber die Herkunft der Münchberger Gneismasse aus den Begleiterscheinungen ihrer Tektonik zu erschließen, so sind zwei Stellen ausschlaggebend: der

[1]) Über die geologische Stellung der Münchberger Gneismasse. Jahresb. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver., N. F. **12**, S. 85.

Wartturmberg bei Hof am Nordostende und der Bernecker Gneiskeil am Südwestende. An der Zugehörigkeit dieser beiden kristallinen Vorkommen zur Hauptgneismasse ist angesichts ihrer petrographischen Übereinstimmung nicht zu zweifeln. Gelänge es also, an einem dieser beiden Splitter festzustellen, ob er von unten oder von fernher aufgeschoben ist, so wäre damit auch für die Hauptgneismasse die Entscheidung gefallen.

II. Beschreibender Teil.

A. Die tektonischen Einheiten.

Das von mir bearbeitete Gebiet läßt sich in folgende tektonische Einheiten gliedern:

Münchberger Gneismasse
Bernecker Gneiskeil
Fichtelgebirgskuppel mit paläozoischem Schiefermantel
Diabasschuppenzone
Chloritschieferzone.

In dem Teil der

1. Münchberger Hauptgneismasse,

der in das Aufnahmegebiet hineinreicht, sind nur Amphibolite von etwas wechselnder Beschaffenheit enthalten. Sie alle zeigen deutliche Schieferung, z. T. auch lineare Paralleltextur, die jedoch nicht systematisch gemessen und durchverfolgt wurde. Die Schieferung streicht O bis SO (zwischen 80 und 140) und fällt mit 30 bis 50° nach Norden. In der Gümbelschen Übersichtskarte ist aus dem Umbiegen der Amphibolitunterlage (Hornblendeschiefer) und der Chloritschieferzone zu entnehmen, daß sich die Hauptgneismasse nach SW heraushebt.

In dem Zwickel zwischen der Hauptgneismasse im NW und der Fichtelgebirgskuppel im SO liegt

2. Der Gneiskeil von Berneck.

a) **Gesteine.** Seine Gesteine stimmen mit denen der Hauptgneismasse völlig überein. Sie sind von Gümbel[2]) und Wurm[3]) ausführlich beschrieben worden. Die mannigfaltige Zusammensetzung des „Gneises" ist in dem bekannten Steinbruche „an der Zottaschen" beim Bahnhof Berneck gut zu beobachten. Hornblende- und Glimmergneise wechseln mit amphibolitischen und aplitischen Lagen ab. Die Amphibolite, z. T. faserige Gesteine, die, im Handstück betrachtet, ganz aus Hornblende zu bestehen scheinen, zum anderen Teil makroskopisch Feldspat oder Granat führen, sind den eigentlichen Gneisen konkordant eingeschaltet.

[2]) Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, 1879.
[3]) Geologie von Bayern, I. Teil, 1925, S. 28ff.

b) **Alter.** Über das Alter des Münchberger (und des petrographisch völlig gleichartigen Bernecker) Gneises lassen sich keine genauen Angaben machen. Da es sich um einen Injektionsgneis mit deutlicher Faltung handelt, an der die Sedimente vom Kambrium an nicht teilnehmen, ist sein Alter als präkambrisch anzusehen (vgl. WURM, Bayern I, S. 270ff.).

c) **Innere Tektonik.** In dem erwähnten Steinbruch an der Zottaschen sind spitze Gneisfalten in einer Aufschlußhöhe von etwa 10 m bloßgelegt. Die Breite dieser Falten wechselt, sie liegt in der

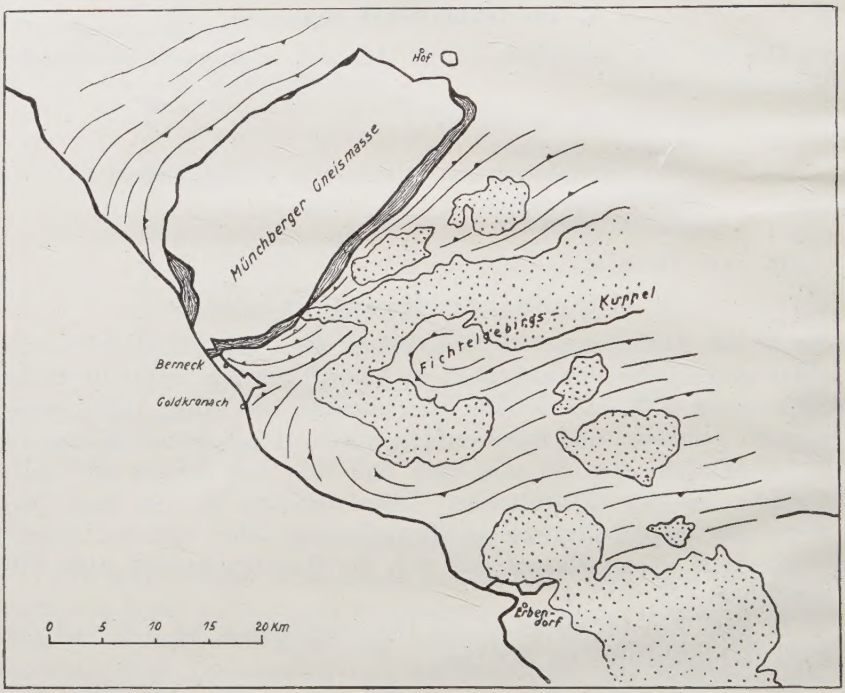


Abb. 1.

Größenordnung von 5—10 m. Die Faltenachsen sind an den Sattelscheiteln unmittelbar zu messen. Sie streichen NO und tauchen mit wechselnden Winkeln in dieser Richtung ein. (Einzelwerte: Str. 40—45, F. 30° NO; Str. 55, F. 5—10° NO; Str. 160, F. 30° N; Str. 20, F. 25° NO.) Ein weiterer Sattel von bedeutender Größe ist am Nordhang der Geseeser Höhe durch die Bahnstrecke aufgeschlossen. Sein SO-Schenkel ist mehrere hundert Meter weit durch Steinbrüche hindurch zu verfolgen; auch hier fällt die Sattelachse mit 45—50° nach NO (Str. 45—50). An anderen Stellen, wo sich das Achsengefälle aus benachbarten Messungen der Lagerung ergibt, so auf der Höhe nördlich Leisau oder an der gut aufgeschlossenen Haselleite nördlich Goldmühl ist es ebenfalls steil nach NO, niemals nach der anderen

Seite gerichtet. So wird die ganze Haselleite im wesentlichen gebildet von einer großen Amphibolitmulde, die nach NO untertaucht; das ergibt sich aus der Zusammenstellung fortlaufender Messungen an diesem gut aufgeschlossenen Hang (vgl. Karte); bei Vorderröhrenhof schließt sich östlich daran ein kleinerer Sattel mit ebenfalls nordöstlichem Achsenfallen. Eine lineare Streckung geht, besonders im Amphibolit deutlich ausgeprägt, den Faltenachsen parallel. Sie besteht in der Parallelstellung sämtlicher linearen Kristalle, auch die in manchen Amphiboliten vorhandenen Feldspate ordnen sich mit ihrer Längserstreckung dem Parallelgefüge ein.

Soweit Aufschlüsse reichen, wird also der gesamte Gneiskeil von einer auffallend schrägen Achsenlage beherrscht. Überall ist das Achsengefälle gegen NO gerichtet.

Diese Tatsache darf bei einer tektonischen Betrachtung des Gebietes um so weniger außer acht gelassen werden, als sie mit dem tektonischen Gefälle außerhalb des Gneiskeils harmoniert.

Was besagt diese Erscheinung? Angesichts der geringen Breite des Keils ist nicht zu erkennen, ob wir es mit der schmalen abgebogenen NO-Randzone einer im übrigen flachgelagerten Gneismasse zu tun haben, oder ob der Gneiskeil zwischen dem Randbruch im SW und der ihn im NO begrenzenden Störung aus seinem ungestörten Zusammenhang gebrochen und als Ganzes schräg gestellt wurde. Der heutige Randbruch ist postmesozoisch. Es bestehen jedoch gute Gründe, ihm wie den meisten ähnlichen Brüchen eine alte Anlage zuzuschreiben[4]).

Wie dem auch sei, so verbieten meine Beobachtungen, längs der Ostrandstauung eine Abwärtsbewegung des Gneises gegenüber dem angrenzenden Paläozoikum anzunehmen. Vielmehr tritt eine aufwärtige Bewegung aufs schärfste und eindeutigste hervor.

Die Frage, wieweit während dieser Aufwärtsbewegung die Gneisfalten noch mobil waren, ist von untergeordneter Bedeutung. Angesichts des präkambrischen Alters der Massen dürften sie sich im wesentlichen passiv und in gewissem Sinne starr verhalten haben.

3. Die Fichtelgebirgskuppel,

deren Kern die Fichtelgebirgsgranite bilden, baut sich auf aus

a) **„Phyllitgneis“**[5]) mit eingeschalteten Phylliten. In meinem Arbeitsgebiet nimmt er den Raum östlich der Linie Rödlasberg—

[4]) Wurm (Bayern I, S. 300) führt das „Umlenken der variscischen Faltenstränge — das auch in die Gneismasse übergreift — auf eine Stauwirkung an einem alten kristallinen Hochgebiet im SW zurück“. Die Existenz einer alten Unstetigkeitsfläche an der Stelle der heutigen Fichtelgebirgsrandspalte erscheint also nicht unwahrscheinlich, wenn sie auch in paläozoischer Zeit noch nicht als Störung in Erscheinung tritt.

[5]) Gümbel begründet den Namen Phyllitgneis: „dies ist ein Gneis, bei welchem der Glimmerbestandteil entweder durch die Masse des Urtonschiefers

Degmann—Brandholz—Sickenreuth ein. Die Paralleltextur des Phyllitgneises, hervorgerufen durch parallele Anordnung der Feldspate und flaserige Serizitbänder, stellenweise auch durch parallele Einlagerung von Schieferschollen unterstrichen, zeigt im großen starke Schwankungen in der Streichrichtung innerhalb des NO-Quadranten, bei ständigem NW-Fallen unter wechselnden Winkeln (45—90°). Quert man in den Aufschlüssen des Brandholzer und des Kronachtals die Schichtfolge vom Hangenden nach dem Liegenden zu, so beobachtet man eine zunehmende Phyllitisierung der Tonschiefer im Liegenden der Phycodenschichten (südl. Chloritschieferzone der GÜMBELschen Karte). Dann folgt eine Zone mit injizierten Phylliten, in der schmale Streifen von Phyllitgneis und Phyllit miteinander abwechseln, so wie es das etwas schematische Profil von WURM[6]) zeigt. Nach dem Liegenden zu werden die Phylliteinlagerungen immer seltener und geringmächtiger, bis schließlich in dem Phyllitgneis nur noch vereinzelte Schollen von Phyllit und kleinere Schiefereinschlüsse die Nähe der Gneis-Schiefer-Grenze anzeigen.

b) **Schiefermantel.** Die ältesten datierbaren Sedimentgesteine sind die untersilurischen Phycodenschichten — grünlich-graue, z. T. schwach phyllitische, durch *Phycodes circinnatum* charakterisierte Tonschiefer mit dünnen sandigen Zwischenlagen[7]). Sie begleiten den NW-Rand des Fichtelgebirgssattels und sind von Heinersreuth bis Rödlasberg und von Schmelz bis über den Kronachbach hinweg zu verfolgen. Das Streichen der Schieferung ist allgemein NO—SW. Die Schichtung scheint meist in Richtung der Schieferung zu liegen; an einigen Stellen, wo die Phykodenschichten gut aufgeschlossen sind (Warmeleithen, Brandleithen), beobachtet man jedoch starke Faltung und Kleinfältelung der Schichten. Bei Schmelz (am Föllmarberg) tauchen die Faltenachsen der Phycodenschichten nach NO ein; dieselbe Lage wie die Faltenachsen zeigen die Griffel, in die hier das Gestein durch die Kombination von Schichtung und Schieferung zerlegt ist. Die Schieferung fällt nach NW ein (35—45°). In einem Wasserriß oberhalb Schmelz sieht man eine Aufschiebung von Phycodenschichten auf (wohl obersilurische) Graphitschiefer.

Diabasgänge und Diabaslinsen durchsetzen die Phycodenschichten, indem sie der Schieferung folgen.

Mit der Annäherung an die Phyllitgneisgrenze stellt sich die Schieferung im allgemeinen steiler, an einzelnen Stellen ist sie „überkippt“ (Einfallen 65—90° SO).

---

ersetzt wird oder in feinen, schuppigen, oft zu dünnen Flasern verwebten Lagen erscheint“. In der „Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges“ hebt er die petrographische Übereinstimmung des Phyllitgneises mit dem Serizitgneis LOSSENS hervor.

[6]) Geol. von Bayern, I, Abb. 4, S. 15.

[7]) Vgl. GÜMBEL, Fichtelgebirge, S. 376, und WURM, Bayern I, S. 52.

Im Hangenden der Phycodenschichten, die sich als zusammenhängendes Band am NW-Rand der Fichtelgebirgskuppel verfolgen lassen — nur an einer Stelle durch eine weit durchsetzende Störung getrennt —, erscheinen verschiedene Horizonte des Altpaläozoikums aufgeschuppt und ineinander verknetet[8]); obersilurische Kieselschiefer, Kulmgrauwacken treten als bezeichnende Gesteine an örtlich ganz begrenzten Stellen auf.

c) **Tektonische Einzelheiten.** Südlich des Zoppatentales biegen die Schiefer allmählich aus der nordöstlichen in nördliche Richtung um, entsprechend der Umbiegung der Fichtelgebirgskuppel.

Mehrere Profile zwischen Bärnreuth und Metzlersreuth (im NO, außerhalb des Kartengebietes) zeigen im wesentlichen dasselbe wie die Aufschlüsse im Kronachtal. Im Phyllitgneis schalten sich nach NW hin Tonschieferschollen ein, der Anteil an Sedimentmaterial nimmt stetig zu, bis der Phyllitgneis durch Quarzphyllite abgelöst wird, die weiter nach dem Hangenden zu ohne Grenze in Phycodenschichten übergehen. Über den Phycodenschichten folgen dunkle, feingefältelte Tonschiefer, die weiter nach dem Hangenden zu durch hellere, teils bunte, teils hellgraue Tonschiefer abgelöst werden. Das örtlich beschränkte Auftreten von obersilurischem Kieselschiefer an verschiedenen Stellen und Fetzen von Diabasgängen deuten auf die Zerstückelung und Durchknetung der Gesteine in dieser Zone hin, die wohl größtenteils durch streichende Störungen bewirkt wird. Das ganze Schichtpaket tritt hier mit „normalem" NO-Streichen von NO her in das Kartengebiet ein. Mit der Annäherung an den Gneiskneil im SW machen sich jedoch Abweichungen bemerkbar. Etwa 100 m nördlich Rödlasberg steht Phyllitgneis an, mit Kleinfältelung, deren Achsen nach W einfallen. In den Fahrwegen zwischen Bärnreuth und Rödlasberg stehen Phycodenschichten an, die NO streichen und nach NW einfallen. Am Kutschenrangen, 20 m östlich von dem Hof, ist im Fahrweg die Grenze zwischen Phyllit (Liegendes der Phycodenschichten) und Hornblendegneis aufgeschlossen. Die Schieferung im Phyllit streicht anscheinend NO, etwa parallel dem (durch Handbohrungen festgestellten) Verlauf der Gneisgrenze an dieser Stelle. Die Kleinheit des Aufschlusses ge-

[8]) Eine eingehende stratigraphische Gliederung in dem von mir bearbeiteten Gebiete habe ich nicht versucht, weil sie nur auf Grund genauer Kenntnis des gut erforschten Thüringer Paläozoikums möglich erscheint. Ich habe mich darauf beschränkt, einige gut kenntliche Horizonte zu verfolgen, so die Phycodenschichten, die obersilurischen Kieselschiefer, den oberdevonischen Flaserkalk, die Oberdevon-Kulm-Grenze und eine Reihe von Schieferlagen im Diabas, die sich in dem begleitenden Diabas leicht verfolgen lassen und auch ohne Kenntnis ihrer stratigraphischen Stellung ein Bild von den tektonischen Verhältnissen geben. Auch auf eine Gliederung der verschiedenen „Grünsteine" (Diabas, Proterobas, Paläopikrit usw.) habe ich, als nicht für die mir gestellte Aufgabe wesentlich, verzichtet.

stattet keine genaue Feststellung der Streichrichtung. Die Paralleltextur im Hornblendegneis streicht 110—120 bei steilen Nordfallen (85—90°). Quert man die Schichten nach dem Hangenden zu, so gelangt man bei Höhe 521 in dunkelblaue, feingerunzelte Tonschiefer, darüber milde, graue, glimmerführende Tonschiefer, die mit einer Störung an den Diabas zu grenzen scheinen. In der Talfurche, der diese Störung folgt, finden sich Lesestücke von obersilurischem Kieselschiefer. Über dem keilförmigen Diabassplitter folgt ein Kalkschalsteinzug, der durch Steinbrüche an der Eisenleite bei Berneck gut aufgeschlossen ist. Die Schichtung streicht hier OW und biegt in der westlichen Fortsetzung des Kalkschalsteinzuges um bis 125° (Klippen bei der Brücke über die Ölschnitz beim Bahnhof Berneck).

Die Phycodenschichten und ihr Hangendes erfahren also mit Annäherung an die Gneisscholle eine Schleppung in dem Sinne, daß die liegenden Teile und der Gneis aufwärts und vielleicht zugleich NW-wärts bewegt werden.

An der Warmeleiten springen dagegen die Phycodenschichten rechtwinklig in den Gneis vor (s. Karte). An dieser Stelle herrschen kompliziertere Verhältnisse — vermutlich nordöstliche Brüche —, die sich angesichts der Aufschlüsse nicht klären ließen.

Auf die weichen Tonschiefer folgt im Hangenden

4. Die Diabas-Schuppenzone,

mit mehrfachen Einlagerungen von veränderten Tonschiefern. Der Materialverschiedenheit entspricht die verschiedene Reaktion auf die tektonischen Einwirkungen[9]). Während die weichen Tonschiefer fließend nachgaben und in unübersichtlicher Weise verknetet wurden, zerbrach die Diabasplatte in größere Schuppen, deren Lagerung durch die eingeschalteten Hornfelsbänder sichtbar gemacht wird. Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen beträgt maximal 5 m, so daß ihre Breite bei der Eintragung in die Karte übertrieben erscheint. Bei den einzelnen Schuppen wiederholt sich folgendes Bild: Von NO her treten die Züge mit „normalem" NO-Streichen heran und erfahren mit der Annäherung an den Gneiskeil eine Umbiegung im Streichen in die NW-Richtung. An dem SW-Ende dieser Schuppen werden Aufschiebungen dadurch kenntlich, daß an mehreren Stellen im Ölschnitztal oberdevonischer Flaserkalk, der den Diabas normal überlagert, in kleinen Linsen zwischen Diabas eingelagert erscheint. An dem Hang der Badleite oberhalb Berneck zwischen dem Bärnreuther und Heinersreuther Weg zeigt ein Aufschluß von Flaserkalk Fältelung mit NO eintauchenden Faltenachsen und Rutschstreifen in derselben Richtung, sowie Harnische, die auf eine Aufschiebung von NO

[9]) Wurm (Bayern I, S. 153ff.) hat die einzelnen Diabasvarietäten eingehend beschrieben. Über die Kontaktmetamorphose der Tonschiefer a. a. O. S. 160f.

her hinweisen. Dieselbe Aufbiegung unmittelbar über dem Gneiskeil zeigt, wie erwähnt, der Kalkschalsteinzug am Binnig, jedoch werden hier die Verhältnisse durch das Dazwischentreten eines Diabaskeiles sehr kompliziert. Auch am Verlauf der Oberdevon-Kulm-Grenze[10]), die am Entenhäuschen bei Hohenknoden aufgeschlossen und von Wurm[11]) beschrieben worden ist, erkennt man diese Zerlegung in größere Schuppen, die, jede für sich, am SW-Ende aufgebogen und nach SW hin aufgeschoben sind (s. Karte).

Die Diabasschuppenzone zeigt also eine doppelte Tektonik. Sie ist in Einzelschuppen zerlegt, die südwärts aufgeschoben wurden, und wird außerdem gegen NW und aufwärts geschleppt. Mit Annäherung an den Gneiskeil zeigt sich also wiederum eine abnorme Lagerung, die nur aus aufwärtiger Bewegung des letzteren verständlich ist.

Die NW-Begrenzung dieser Schuppenzone bildet die

5. „Chloritschieferzone".

a) **Beobachtungen.** Die Gesteine der Chloritschieferzone haben von Deubel[12]) eine eingehende Untersuchung erfahren. Die Aufschlüsse im Ölschnitztal bieten einen viel klareren Einblick in die Verhältnisse als bei Schwingen (bei Schwarzenbach a. d. S.). An dem Talhang westlich Stein und weiter oberhalb dort, wo die Chloritschieferzone ins Ölschnitztal hinabstreicht, kann man eine Art Übergang von Kulmtonschiefer (mit sandigen Zwischenlagen) in typische Gesteine der Chloritschieferzone innerhalb einer Aufschlußbreite von 5 m schrittweise verfolgen. Die Flaserung der Kulmtonschiefer nimmt mit der Annäherung an die Chloritschieferzone zu, die Gesteine werden intensiv gefältelt und phyllitisiert, und schließlich verschwindet die Schichtung infolge vollständiger Umkristallisation des Gesteins.

Recht interessante Verhältnisse zeigt der Steinbruch an der Gefreeser Straße bei Hohenknoden[13]). Echte Grünschiefer werden im NO von „violettgrauen, blättrigen, starkgequälten Albitphylliten" überlagert. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß der Steinbruch von

---

[10]) Als „Kulm" betrachte ich die den Diabas überlagernden grauen, sandig-glimmerigen Tonschiefer, die Wurm am Entenhäuschen als kulmisch erkannt hat. Die zwischen Diabas und Kulmtonschiefer liegenden Flaserkalke sind nicht in dem ganzen Verlauf der Grenze aufzufinden. An dem SO-Hang der Höhe 524 südlich Hohenknoden habe ich jedoch an mehreren Stellen dasselbe Profil wie am Entenhäuschen feststellen können, wenn auch hier die Aufschlüsse nicht so gut sind.

[11]) a. a. O. S. 150 f.

[12]) F. Deubel, Beiträge zur Geologie des SO-Randes des Münchberger Gneisgebietes in der Umgebung von Schwarzenbach a. d. S. Diss. Jena, Auszug im Centralbl. f. Min., 1923, S. 395 ff.

[13]) Vgl. Wurm, Geologische Ausflüge in die Umgebung von Bayreuth und Berneck. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver., N. F. Bd. XVII, S. 142.

der streichenden Verlängerung der Oberdevon-Kulmgrenze geschnitten wird. Nach GRUBENMANN-NIGGLI[14]) wandelt sich ein Diabas in der Epizone in Grünschiefer um. Nach WURM (a. a. O.) sind die Chlorit- und Albitphyllite wohl als metamorphe Äquivalente ursprünglicher Tonschiefer oder Tuffschiefer aufzufassen. Wir finden also in der metamorphen Zone Gesteine in derselben Überlagerung wieder, in der sie dicht dabei (am Entenhäuschen) in nichtmetamorphem Zustande aufgeschlossen sind.

An ihrem Westende trennt die Chloritschieferzone den Bernecker Gneiskeil von der Münchberger Hauptgneismasse. Auf den älteren Karten erscheint er an seinem NW-Ende durch eine schmale Verbindung mit der Hauptgneismasse zusammenhängend. Die Aufschlüsse in den Hohlwegen südwestlich Micheldorf zeigen aber andere Verhältnisse.

In dem oberen Teil des Hohlweges stehen unter stark zersetztem, gelbbraunem, lehmigsandigem Gestein harte flaserige Schiefer an, darunter folgen graue, phyllitisch glänzende Schiefer mit Einlagerungen von Glimmergrauwacken, sowie eine Bank von kristallinem Kalk und eine Konglomeratbank[15]). Im weiteren Verlauf des Hohlweges bleibt man zunächst in den phyllitischen grauen Schiefern (schwach metam. Kulm), die durchweg, soweit sie anstehend zu beobachten sind, nach NO fallen. Einige Meter vor der Gabelung des Hohlweges stehen Grünschiefer an, wiederum steil NO-fallend. Folgt man von hier aus dem rechten, nördlichen Wege, so bleibt man in phyllitischen, blätterigen, stark gequetschten Schiefern vom Typus der „Chloritschiefer" bis an die Randverwerfung. Auf der südlichen Abzweigung dagegen gelangt man nach wenigen Schritten in zunächst stark zersetzten, weiterhin frisch und unzersetzt anstehenden Amphibolit.

Übergänge zwischen Chloritschiefer und Amphibolit habe ich, wie bereits oben erwähnt, in meinem Gebiet nirgends beobachtet. Andererseits erscheint es durchaus möglich, daß an manchen Stellen infolge der örtlichen tektonischen Bedingungen auch die Amphibolite durch Diaphtorese zu Grünschiefern geworden sind.

WURM (Bayern I, S. 40) und DEUBEL (a. a. O.) stellen übereinstimmend fest, daß in der Metamorphose der Amphibolite und der Grünschiefer insofern ein Hiatus vorliegt, als die Amphibolite der mittleren, die Grünschiefer und Chloritschiefer dagegen der oberen Umwandlungszone GRUBENMANNs angehören. Nach meiner Auffassung ist diese Verschiedenheit in der Metamorphose darin begründet, daß die Chloritschieferzone aus Gesteinen besteht, die in der Epizone

---

[14]) Gesteinsmetamorphose I, S. 404.

[15]) Dasselbe feinkörnige Konglomerat steht in den Kulmtonschiefern an auf dem Wege zwischen Burg und Ort Stein im Ölschnitztale. An zwei weiteren Stellen findet man es in Lesestücken an den Wegen, die von Höhe 524 südl. Hohenknoden nach O ins Ölschnitztal hinabführen; ferner in Lesestücken am Zoppatenberg nördl. Goldkronach und anstehend in der Schieferserie, die durch den Fahrweg am vorderen Goldberg, mit Diabasen wechsellagernd, aufgeschlossen ist.

dynamometamorphe Umwandlungen erfuhren; während die Gesteine der Hauptgneismasse (zu der die Amphibolite gehören), unter den Bedingungen der Meso- (und Kata-)Zone regionalmetamorph verändert wurden.

Im Zusammenhang hiermit sei auf die Feststellung von Deubel[16]) verwiesen: „Neben den eruptiven Vorgängen muß jedoch auch der Dynamometamorphose große Bedeutung beigemessen werden, wie aus der Betrachtung des kristallinen Randgebietes hervorging, das völlig frei von eruptiven Intrusionen ist" und: „die ganze Zusammensetzung der Randzone des Münchberger Kristallins läßt jedoch die Vermutung gerechtfertigt erscheinen, daß Gesteine des älteren Paläozoikums das Ursprungsmaterial für die Grünschiefer- und Amphibolitschieferzone geliefert haben". Auch Wurm schreibt (Bayern I, S. 37): „Mit Recht hebt Deubel auch hervor, daß diese normalen Grünschiefer sehr an oberdevonische metamorphe Schalsteinbildungen erinnern, wie sie Gümbel aus der Gegend von Berg als sogenannte Chloropitschiefer beschrieben hat".

B. Anordnung und Verband der tektonischen Einheiten.

Bei der Beschreibung des Bernecker Gneiskeils wurde bereits festgestellt, daß sein innerer Bau eine Schrägstellung dieses fertig gebildeten Gneiskomplexes wahrscheinlich macht. Diese Vermutung wird gestützt durch das Verhalten der nordöstlich vorgelagerten Diabasschuppenzone. Soweit sich nämlich der Diabaskomplex an den Schiefermantel des Fichtelgebirgsgewölbes anlehnt, zeigt er „normales" erzgebirgisches Streichen. Dort, wo er an den Gneiskeil herantritt, biegt er im Streichen um und folgt der NO-Begrenzung des Gneiskeils, wie die eingelagerten Tonschieferzüge beweisen. Der Verlauf der Grenze zwischen Gneiskeil und Diabas am Zottaschenberge beweist ein Einfallen der Grenze nach NO mit schätzungsweise 60°. Vom Bahnhof Berneck bis zum Kutschenrangen verläuft die NO-Grenze des Gneiskeils im Weißmaintal. Auch in diesem Abschnitt läßt sich das Umbiegen der Streichrichtung in den Tonschiefern und besonders gut in dem Kalkschalsteinzug der Eisenleite (s. o.) verfolgen. In dem bisher betrachteten Abschnitt läßt sich also das Verhalten des Nebengesteins im Einklang mit der Stellung der Grenzfläche verstehen als Folge der (aus seinem inneren Bau erschlossenen) Schrägstellung des Bernecker Gneises.

Am Kutschenrangen springt die Grenze auf eine kurze Strecke nach NO vor, nimmt von da an den SO-Verlauf wieder auf und erreicht das Weißmaintal. In geradliniger Fortsetzung zieht von hier aus eine Störung hinauf nach Degmann, die sich weiter nach O hin im Phyllitgneis der Fichtelgebirgskuppel verliert. Die Begrenzung des Gneiskeils bildet aber vom oberen Weißmaintal an eine erz-

[16]) Beiträge zur Geologie des Südostrandes des Münchberger Gneisgebietes in der Umgebung von Schwarzenbach a. d. S. (Oberfranken, Diss. Jena).

gebirgisch streichende Störung. Sie ist in sich durch kleinere Querstörungen zerbrochen und fällt nach NW, also unter den Gneiskeil, ein. An dem Wege von der Bruckmühle nach Escherlich war sie zeitweilig vollkommen aufgeschlossen. Die Tonschiefer des Fichtelgebirgstonschiefermantels und die Amphibolite des Gneiskeiles streichen dort parallel und fallen beide ruhig mit 60° nach NW ein. Von einer stärkeren Zerquetschung der aneinanderstoßenden Gesteine war nichts zu sehen[17]). Auch der Verlauf der Gneisgrenze über den Zoppatenberg hinweg zeigt ein NW-Fallen an. Das Liegende der Störung bilden am Weißmaintal die Phycodenschichten. Von Schmelz an nach SW hin werden sie durch jüngere Schichten ersetzt. Bis an das Zoppatental grenzt der Gneis gegen tiefdunkelblaue, glatte, weiche Tonschiefer; auf dem Zoppatenberge bilden Grünsteine (Paläopikrite nach GÜMBEL) die Grenze gegen den Gneis. Die stellenweise eingelagerten und den Paläopikrit unterlagernden Schiefer fallen durchweg nach NW ein. Der weitere Verlauf der Störung folgt der Einsenkung zwischen Leisauerberg und Zoppatenberg bis Goldkronach, wo sie an der Fichtelgebirgsrandspalte abgeschnitten wird.

Das Nebengestein im SO des Gneiskeils paßt sich also in seiner Lagerung wiederum der Grenze gegen den Gneis an. Der Gneiskeil erscheint an einer steilen Fläche auf den Mantel der Fichtelgebirgskuppel aufgeschoben. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß dieser an den Gneiskeil stoßende Teil des Fichtelgebirgsmantels viel stärker zusammengeschoben ist als der nördliche, nicht durch den Gneis beengte. Er ist intensiver und in unübersichtlicherer Weise geschuppt als der nördliche. Dieser Gegensatz setzt also bereits die Anwesenheit des Gneiskeils voraus. Sein Einfluß auf die Tektonik des Schiefermantels kommt außerdem dadurch deutlich zum Ausdruck, daß die Nordostrandverwerfung des Gneiskeils in die Fichtelgebirgskuppel selbst fortsetzt.

III. Bewegungsbild.

Ein einheitliches Bewegungsbild ergibt sich unter der Annahme, daß die Münchberger Gneismasse autochthon ist, und bei der variscischen Gebirgsbildung von dem nach NW vorrückenden und sich heraushebenden Fichtelgebirgsgewölbe aufgepreßt wurde. Ein Zusammenschub in der NW—SO-Richtung ist in diesem Ast des variscischen Bogens allgemein festgestellt. Die Materialverschiedenheit der Gesteinskomplexe bedingt nun das verschiedenartige Verhalten in tektonischer Hinsicht. Den „starren" Blöcken der Fichtelgebirgskuppel, des Münchberger und Bernecker Gneiskeils, stehen die „mobilen" Schiefer gegenüber. Die starren Blöcke dienten gewissermaßen

[17]) Vgl. Geol. Rundsch. 1927, S. 223.

als Widerlager, zwischen denen die noch nachgiebigen jüngeren Sedimentgesteine ausgequetscht wurden. Eine Sonderstellung nimmt die Diabasplatte ein, weil sie zwar aus starrem Material besteht, aber zu dünn war, um dem tektonischen Druck zu widerstehen. Sie zerbrach daher bei der Bewegung in einzelne Schuppen (s. oben). Unter der Wirkung des regionalen NW-Schubes bei der variscischen Gebirgsbildung rückte die Fichtelgebirgskuppel nach N vor, unter gleichzeitiger Heraushebung und Aufpressung der Münchberger Gneismasse, die bereits während des Altpaläozoikums durch ihre von der normalen thüringischen Ausbildung abweichende Fazies Anzeichen tektonischer Unruhe bietet. Infolge der Rundung des Fichtelgebirgsgewölbes entstand aber bei Berneck ein toter Raum, den der Gneiskeil von Berneck bei der Stauung als Ausweichsrichtung benutzte und ausfüllte. Beim weiteren Zusammenschub lag er hindernd im Wege und veranlaßte so die Aufbiegung und Aufschuppung der Diabasschollen an ihrem SW-Ende, und auch eine Spaltung des Fichtelgebirgsgewölbes, dergestalt, daß der Gneiskeil mit seinem SO-Ende auf die Fichtelgebirgskuppel aufgeschoben wurde, unter starker Zusammenpressung und Aufschuppung des Schiefermantels, während der nordöstliche Teil der Fichtelgebirgskuppel sich längs der großen Störung weiter nach NW vorschieben konnte. Gleichzeitig wurde die Münchberger Hauptgneismasse weiter herausgehoben und auf das südlich vorgelagerte Paläozoikum aufgeschoben. Die Nähe des hochherausragenden Fichtelgebirgsblocks verhinderte hier die Ausbildung flacher Überschiebungen, so daß an steiler Grenzfläche ein starker Widerstand zu überwinden war, der zu dynamometamorpher Veränderung der Gesteine (Entstehung der Chloritschieferzone) führte.

Mit der dargelegten Auffassung einer authochtonen Aufpressung der Münchberger Gneismasse läßt sich die Entstehung deckenartiger Überschiebungen in ihrem nördlichen Vorland, wie sie von Wurm[18]) beschrieben wurden, durchaus in Einklang bringen: In N fehlte das starre Widerlager, das die Fichtelgebirgskuppel in S bildete, so daß für flache, weitreichende Überschiebungen Platz vorhanden war[19]).

IV. Andere Deutungen.

Bekanntlich ist versucht worden, die Münchberger Gneismasse als Rest einer in Böhmen wurzelnden Decke aufzufassen. Folgerichtig erschien auch der kleine Gneis von Berneck als Deckscholle. Da er heute auf drei Seiten von jungen, tektonisch höheren Gesteinen umrahmt wird, so müßte die Hypothese aufgestellt werden, er sei

[18]) A. Wurm, Über den Bauplan des variscischen Gebirges am Westrand der böhmischen Masse. Geol. Rdsch. Bd. 17, S. 241.

[19]) Vgl. H. Scholtz, Zum Bewegungsmechanismus der Münchberger Gneismasse. Centralbl. f. Min. 1929.

entweder im Gange des Deckenschubes von oben in diesen Rahmen hinabgepreßt oder er habe anfänglich flach über dem Rahmen gelegen und sei nachträglich an normalen Verwerfungen in denselben eingebrochen. Tatsächlich scheint WURM die zweite dieser Möglichkeiten vorzuschweben.

Es war mein Bestreben, an Hand neuer Beobachtungen die Unwahrscheinlichkeit dieser beiden Hilfshypothesen darzutun.

Mit einem Absinken des Gneiskeils aus einer überlagernden Decke herab müßte nach den bisherigen tektonischen Erfahrungen eine Schleppung des Nebengesteins nach unten, also Einfallen nach SW in der Nähe des Gneises, verbunden sein. Unerklärt und unverständlich bliebe von dieser Vorstellung aus das Fehlen der Chloritschieferzone am SO-Rande des Gneiskeils, während sie den S-Rand der Münchberger Hauptgneismasse in voller Breite bis zum W-Abbruch begleitet. Auch der Streifen von Paläozoikum südlich der Verwerfung, die den Gneiskeil in N begrenzt, bildet nicht, wie zu erwarten wäre, die einfache Fortsetzung des von NO heranstreichenden Fichtelgebirgsmantels, sondern ist erheblich schmaler und zeigt eine andere Anordnung der einzelnen Schuppen. Diese im Gesamtbilde kleinen Verschiedenheiten im tektonischen Bau des Schiefermantels zu beiden Seiten der verlängerten N-Störung des Gneiskeils setzen dessen Anwesenheit und Mitwirkung während des Zusammenschubs voraus, werden andererseits dadurch zwanglos erklärt.

Ich möchte zum Schluß über den engen Rahmen hinausgehend einen kurzen Blick auf die Erklärung der Gesamtbewegung werfen.

In regionalem Zusammenhang gesehen, nimmt nach KOSSMAT[20]) der Eulengneis in Schlesien eine analoge Stellung im Gebirgsbau ein wie die Frankenberg-Wildenfels-Münchberger Gneisschollen. Für die Scholle von Wildenfels, die H. BECKER[21]) als Deckscholle betrachtet,

---

[20]) Centralbl. f. Min. 1925, B, S. 354 und Abh. d. sächs. Geol. Landesanst., H. 1.

[21]) H. BECKER, Das Zwischengebirge von Wildenfels. Centralbl. f. Min. etc. Abt. B, 1925, S. 207.

Erläuterungen zu der Profilserie (Abb. 2).

Die Profile dienen zur Veranschaulichung der Lagerung zu beiden Seiten der Randstörungen des Gneiskeils. Profil 1 geht durch den Zottaschen-Berg nw. Bhf. Berneck, Profil 2 sö. davon, etwa beim Bhf. Berneck. Das 3. Profil schneidet den Kalkschalsteinzug am Binnig, das 4. liegt westlich Rödlasberg: An dieser ganzen Störung entlang taucht der Gneis unter das Paläozoikum ein.

Die unteren vier Profile sind durch den SO-Rand des Gneiskeils in etwa gleichen Abständen gelegt; sie zeigen das steile Einfallen des Nebengesteins nach NW unter den Gneiskeil.

Die Gesteinsbezeichnungen stimmen mit denen auf der Übersichtskarte überein.

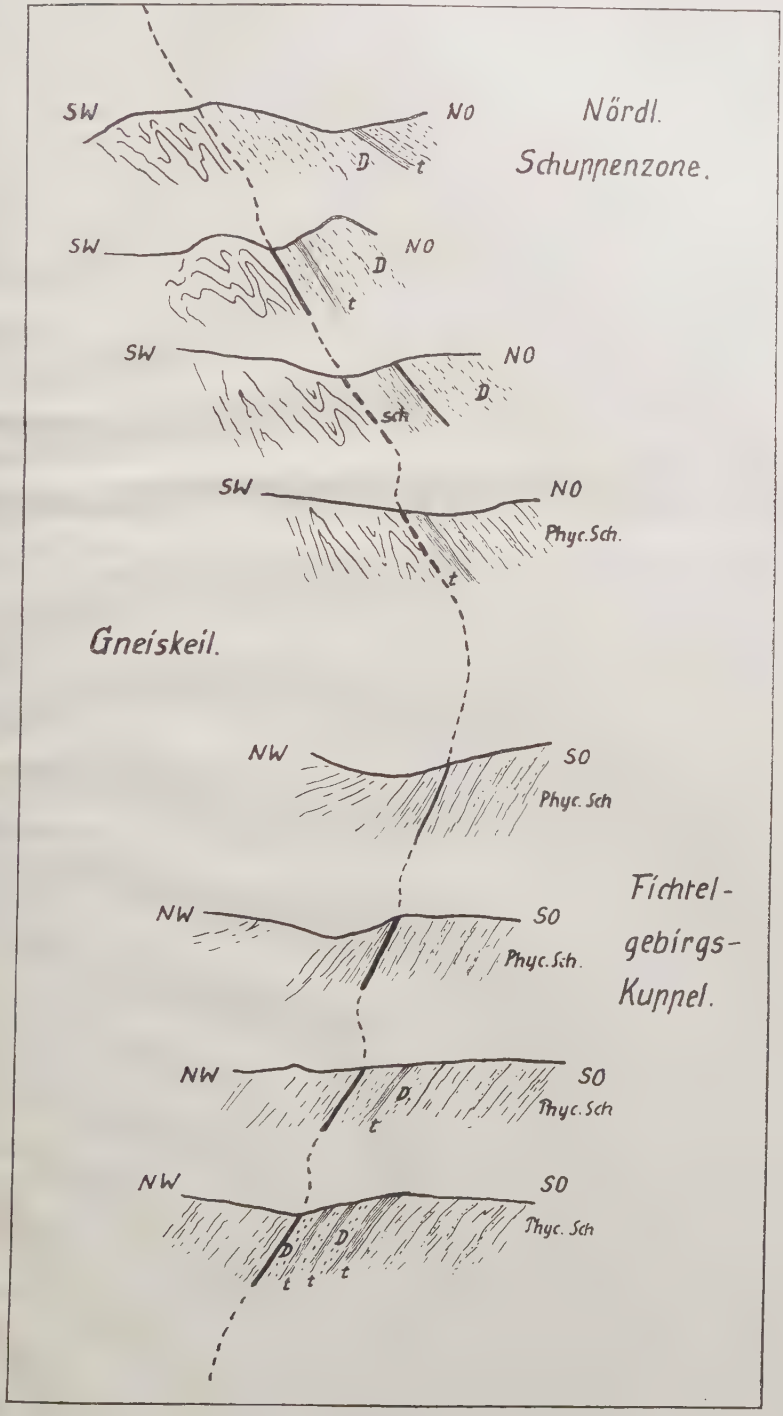

SW
NO
Nördl.
Schuppenzone.
D
t
SW
NO
D
t
SW
NO
D
Sch
SW
NO
Phyc.Sch.
t
Gneiskeil.
NW
SO
Phyc. Sch
NW
SO
Phyc. Sch.
Fichtel-
gebirgs-
Kuppel.
NW
SO
D
Phyc. Sch
t
NW
SO
Phyc. Sch
D
D
t
t
t

Abb. 2.

hat H. CLOOS[22]) eine andere Deutung wahrscheinlich gemacht: „Die kristalline Scholle verhält sich nicht anders, als irgend eine von den dortigen, schuppenartig auf- und übereinandergepreßten, im übrigen aber autochthonen Formationsscherben". BEDERKE[23]) betont „eine vollkommene Analogie zwischen Eulengneismasse und Münchberger Masse" und kommt (S. 228) zu dem Ergebnis: „Die Bodenständigkeit des Eulengneises ist damit für die variscische Tektonik eindeutig bewiesen. . . . . Die Folgerungen, die sich hieraus für die Tektonik der Münchberger Masse und der analogen Einheiten ergeben, liegen auf der Hand: Alle bisher angeführten Argumente sind weder im einzelnen noch in ihrer Gesamtheit beweisend für Deckenschub". — Im regionalen Zusammenhang gesehen ist also die Deckennatur der Münchberger Gneismasse unwahrscheinlich geworden. Außerdem spricht gegen die Deutung der Münchberger Gneismasse als Deckenrest die Unmöglichkeit, einen Herkunftsort für sie anzugeben, worauf v. SEIDLITZ[24]) bereits hingewiesen hat. Die deckentheoretische Deutung der Münchberger Gneismasse wurde veranlaßt und gestützt durch zwei Tatschen: die schüsselförmige Lagerung und die Faziesverhältnisse. Beide sind nicht beweisend für die Deckentheorie.

Hinsichtlich der Faziesunterschiede haben CLOOS[25]) und BEDERKE[26]) bereits auf die Möglichkeit hingewiesen, daß die fremde (böhmische) Fazies als Schwellenfazies im Gegensatz zu der Geosynklinalfazies der benachbarten Gebiete aufzufassen sei. Der Faziesgegensatz zwischen der Schuppenzone und dem nördlichen Vorland beweist nichts für die Herkunft der Schuppenzone aus Böhmen: denn während in der thüringischen Fazies die böhmische Leimitzfauna fehlt, fehlen der bayrischen Fazies die Thuringithorizonte. Nach WURM[27]) hat aber die Fauna des oberen Erzhorizontes (thüringische Fazies) eine ganze Reihe von Formen mit den böhmischen Stufen D 4 und D 5 gemeinsam. Das Fehlen der Phycodenschichten, des normalen Untersilurs, des Ockerkalks und der Tentaculitenschiefer läßt sich mit der Vorstellung einer im Laufe der Erdgeschichte immer wieder herausgehobenen Schwelle gut vereinbaren. WURM[28]) selbst erklärt das Fehlen des Ockerkalkes durch eine Heraushebung im Unterdevon, deren Zentrum in O und S von Thüringen gelegen

---

[22]) H. CLOOS, Zur Frage des Deckenbaus in Schlesien und im Fichtelgebirge. Geol. Rdsch. Bd. XVIII, S. 223.

[23]) E. BEDERKE, Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. Geol. Rdsch. XVIII, S. 226.

[24]) W. v. SEIDLITZ, Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse usw. Geol. Rdsch. 1921, S. 282 ff.

[25]) H. CLOOS, Zur Frage des Deckenbaus in Schlesien und im Fichtelgebirge. Geol. Rdsch. XVIII, S. 224.

[26]) a. a. O. S. 229.

[27]) Bayern I, S. 57.

[28]) a. a. O. S. 73.

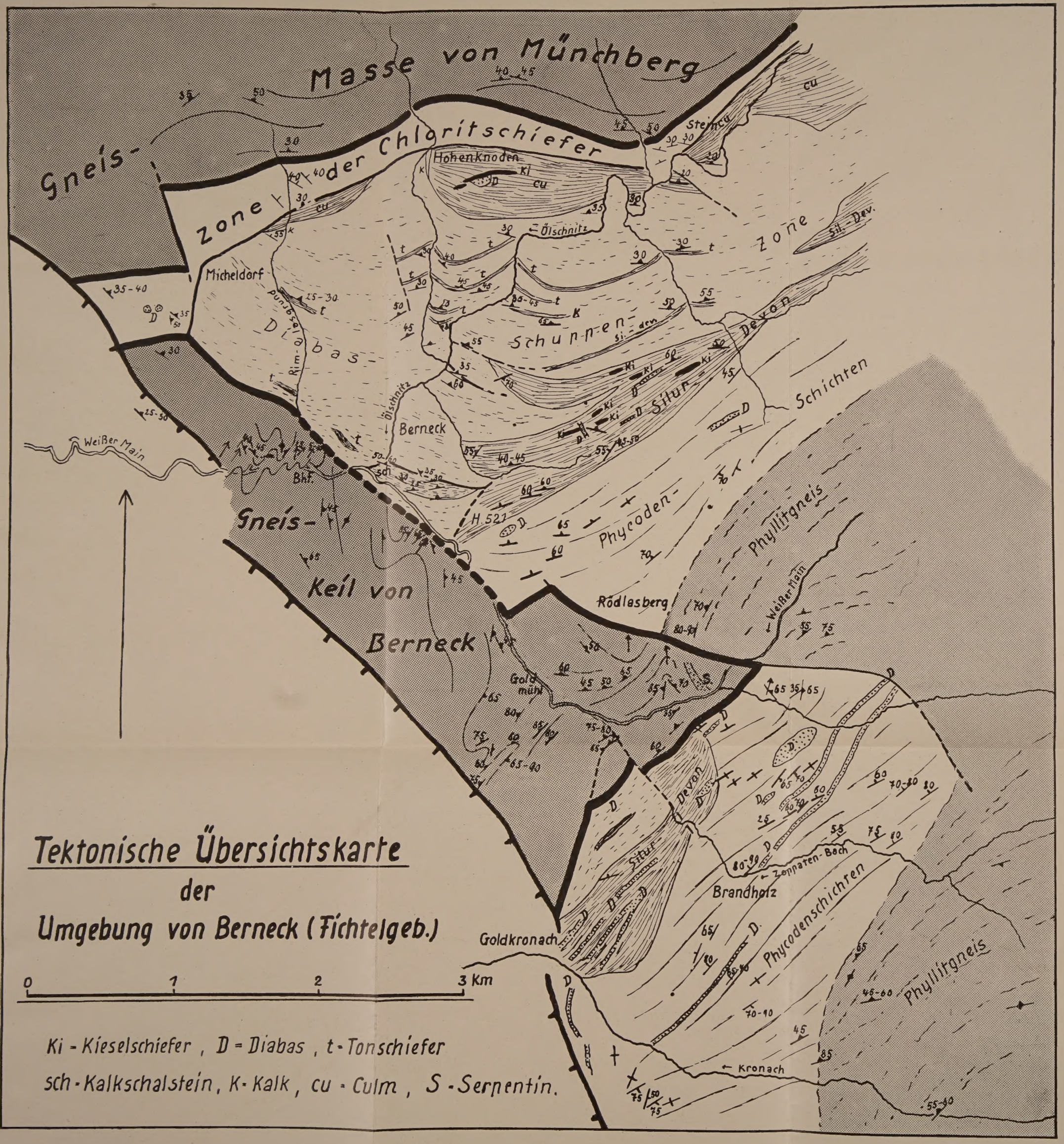
habe. Der Döbrasandstein läßt sich infolge seiner unsicheren Altersstellung (Wurm stellt ihn nach Bayern I, S. 96 ins Devon, nach seinem Aufsatz in der Geologischen Rundschau 1926, S. 245 ins Silur und neuerdings ins Mittelkambrium)[29]) nicht für die Vergleiche heranziehen. Das Auftreten bayrischer Fazies am SO-Rand der Münchberger Gneismasse beweist nichts für die Deckentheorie; es ist auch mit der hier angenommenen Vorstellung autochthoner Aufpressung durchaus verträglich. Alle Feststellungen, die Wurm hinsichtlich der Tektonik am NW-Rande der Münchberger Gneismasse macht, behalten ihre Gültigkeit auch, wenn die Münchberger Gneismasse nicht über den Fichtelgebirgssattel, sondern vor ihm her nach N hin aufgeschoben ist. Von den Beobachtungen am NW-Rande lassen sich also keine Einwendungen gegen die hier dargelegte Auffassung erheben.

Die Lagerungsverhältnisse sowohl wie der Faziesgegensatz lassen sich also auch ohne Heranziehung der Deckentheorie erklären. Eine deckentheoretische Deutung zwingt, wie oben gezeigt, sogar dazu, Bewegungen anzunehmen, für die keine Beobachtungsgrundlagen im einzelnen zu geben sind; sie steht zum Teil mit den tatsächlich beobachtbaren Verhältnissen in Widerspruch (Aufschleppung des Paläozoikums, Diabasschuppenzone) oder nötigt zur Anwendung einer in keiner Weise fundierten Hilfshypothese („Rückstau").

V. Zusammenfassung.

Der Gneiskeil von Berneck im Fichtelgebirge wurde auf seinen inneren Bau untersucht. Seine Faltenachsen sind gegen und unter die Umrahmung geneigt. Die entsprechenden Elemente der Umrahmung fallen von dem Gneiskeil weg nach außen. Diese Tatsachen lassen sich nur auf weiten unwahrscheinlichen Umwegen mit der Annahme verträglich machen, der Gneiskeil sei von seitwärts und von weither zugeschoben. Sie harmonieren vielmehr mit der Annahme, daß der Gneiskeil von unten aufgestiegen ist und seinen Platz in einem natürlichen Zwickel des lokalen Gebirgsbaues eingenommen hat. Da der Gneiskeil zur Hauptgneismasse von Münchberg gehört, so spricht er zugleich für eine (relative) Bodenständigkeit der letzteren.

[29]) N. Jahrb. f. Min. etc. B, Bd. LX, Abt. B, 1928.



Tektonische Übersichtskarte der Umgebung von Berneck (Fichtelgeb.)

Ki - Kieselschiefer , D = Diabas , t - Tonschiefer
sch - Kalkschalstein , K - Kalk , cu - Culm , S - Serpentin.